



Postglazialer Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee - Geoarchäologische Ergebnisse aus der Niederung des Oldenburger Grabens (Ostholstein)

Postglacial sea level rise in the south-western Baltic - Geoarchaeological
results from the lowland of the Oldenburger Graben (Ostholstein)

Olaf Jakobsen¹, Jutta Meurers-Balke², Gerd Hoffmann-Wieck¹ & Jörn Thiede³

¹ Leibniz-Institut für Meereswissenschaften Kiel, Germany

² Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Köln, Germany

³ Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven, Germany

Abstract

The lowland of the Oldenburger Graben was investigated in an interdisciplinary cooperation between Geologists, Archaeologists and Palaeobotanists. The postglacial sea level rise was reconstructed by combining and evaluating different methods and results. A new preliminary shoreline displacement curve for the south-western Baltic was created on the basis of reliable sea level data from adjacent regions.

The shoreline displacement curve for the Oldenburger Graben mainly covering the time interval from 5100 to 3000 BC cal suggests an oscillating sea level rise. Two periods of intensive sea level rise can be distinguished from two periods of modest rise. The duration between two periods of intensive rise mounts up to 900 years. These oscillations correspond with climatic variations in the North Atlantic. The new preliminary shoreline displacement curve for the south-western Baltic reveals at least eleven oscillations during the last 9000 years.

1 Einleitung

1.1 Die Rekonstruktion des postglazialen Meeresspiegelanstiegs in der südwestlichen Ostsee

Der postglaziale Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee wurde von zahlreichen Autoren und mit unterschiedlichen Methoden rekonstruiert (u.a. Tapfer 1940; Schmitz 1954; Köster 1961, Klug 1980, Meurers-Balke et al. 1985; Winn et al. 1986).

Von geologischer Seite wurden vorwiegend Datierungen an Transgressionskontakten aus Niederungsgebieten und vom Ostseegrund durchgeführt. Die rezente Tiefenlage des Übergangs zu marinen Sedimenten wurde mit dem Niveau des Meeresspiegels zum Zeitpunkt der Transgression in Verbindung gebracht. Als problematisch hat sich bei dieser Methode insbesondere das Auftreten von Hiäten zwischen den limnischen bzw. telmatischen und den marinen Sedimenten herausgestellt (Winn et al. 1986).

Von geographischer Seite wurden Untersuchungen von Strandwall-Landschaften und inaktiven Steilufern durchgeführt (u.a. Voss 1967; Köster 1961). Die Datierungen der ermittelten Meeresspiegelmarken erfolgten in den meisten Fällen nur indirekt oder über Abschätzungen.

Archäologische Ausgrabungen im Bereich von Küstensiedlungen und deren ehemaligen Flachwasserzonen erbrachten Angaben von Meeresspiegelhöhen während der Besiedlungszeiten. Der ehemalige Wasserstand wurde in den meisten Fällen anhand der Verteilung von organischen Resten festgelegt, da die Erhaltung von Holzartefakten (und auch von Keramik) nur unter zumindest temporärer Was-

serbedeckung möglich ist. Weitere Anhaltspunkte liefern im ehemaligen Flachwasserbereich senkrecht eingeschlagene Pfähle oder Pfosten, die etwa auf der Höhe des damaligen Meeresspiegels abgefault sind.

Labes (2002) stellte die bestehenden Ergebnisse geologischer, geographischer und archäologischer Untersuchungen an der deutschen Ostseeküste für verschiedene Regionen zusammen. Dabei zeigte sich, dass die meisten Transgressionskontakte aus Bohrkernen einen tieferen Meeresspiegel nahe legen als die archäologischen Ufermarken. Bei der Datierung von Strandwällen und inaktiven Steilufern durch archäologische Funde und Befunde zeigten sich weitere Widersprüche. Darüber hinaus ermöglichte die Zusammenstellung aller Ergebnisse auf Grund der weiten Streuung der Datenpunkte nur die Darstellung eines breiten Bandes, in dessen Rahmen sich der relative Meeresspiegelanstieg in den vergangenen 8000 Jahren vollzogen haben kann. Die gemittelte Kurve aller Daten legt einen relativ kontinuierlichen Anstieg nahe. Sie kann aber auf Grund der großen möglichen Abweichungen nur als Annäherung an den tatsächlichen Transgressionsverlauf gelten. Ähnliche Probleme ergeben sich aus dem Vergleich älterer Meeresspiegelanstiegskurven für die südwestliche Ostsee. Die Abweichungen belegen die Notwendigkeit zur kleinräumigen und interdisziplinären Bearbeitung postglazialer Meeresspiegelschwankungen. Zudem verlangen sie nach einer kritischen Betrachtung der unterschiedlichen methodischen Ansätze.

1.2 Geoarchäologische Untersuchungen im Oldenburger Graben (Grube-Wesseker Niederung)

Ein geeignetes Untersuchungsgebiet zur kleinräumigen Erfassung des postglazialen Meeresspiegelanstiegs ist die Niederung des Oldenburger Grabens (Grube-Wesseker Niederung) in Ostholstein. Die seit über 100 Jahren betriebene Entwässerung der Niederung ermöglicht den Zugriff auf natürliche Archive, die unter normalen Bedingungen von Wasser bedeckt und nur mit erheblichem logistischem und finanziellem Aufwand zugänglich wären.

Spät- und postglaziale Sedimente erreichen im Oldenburger Graben Mächtigkeiten von bis zu 20 m. Im Spätglazial charakterisierten zahlreiche Seen in Toteislöchern das Landschaftsbild der glazialen Hohlform. Die meisten dieser Seen waren bereits im frühen Holozän verlandet. Im Zuge der Litorina-Transgression wurde die Niederung überflutet und es entstanden zwei Meeresarme, die von der Hohwachter und der Mecklenburger Bucht bis weit in das Inland reichten. An den Ufern dieser Förden lagen zahlreiche endmesolithische und neolithische Küstensiedlungen.

Geologische und paläobotanische Untersuchungen werden im Oldenburger Graben bereits seit 1940 durchgeführt (u.a. Tapfer 1940; Seifert 1963; Venus 1965, im Druck; Jakobsen in Vorbereitung). An insgesamt sieben steinzeitlichen Küstenplätzen wurden archäologische Ausgrabungen in interdisziplinärer Zusammenarbeit vorgenommen (u.a. Schwabedissen 1979; Hoika 1987; Meurers-Balke 1983; Hartz & Hoffmann-Wieck 2000; Hartz et al. im Druck). Der quartärgeologische Aufbau der Niederung ist durch 6619 Hand- und 19 Kernbohrungen umfassend erschlossen. An 14 Bohrkernen wurden Transgressionskontakte untersucht und datiert (Seifert 1963; Venus 1965, im Druck; Jakobsen in Vorbereitung). Zur detaillierten Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte liegen über 40 z.T. hochauflösende Pollenprofile und zahlreiche Analysen von Einzelspektren zu Artefakten aus den Fundschichten und ^{14}C -Datierungen aus Bohrkernen vor. Den jüngeren Untersuchungen liegt die palynologische Phasengliederung nach Kalis & Meurers-Balke (1998, 2001) zu Grunde, die auch für geologische Fragestellungen eine präzise Datierung ermöglicht. Eine monographische Abhandlung zur quartärgeologischen Entwicklung der Niederung unter Berücksichtigung der Besiedlungsgeschichte befindet sich im Abschluss (Jakobsen in Vorbereitung).

2 Ergebnisse

2.1 Die Transgressionskontakte des Oldenburger Grabens

Ein deutlicher Transgressionskontakt liegt in einer Kernbohrung aus der unmittelbaren Umgebung der steinzeitlichen Küstensiedlungsplätze Rosenhof (Grube LA 58), Rosenfelde (Grube LA 83) und Siggenen-Süd (Grube LA 12) vor (Kern Rosenhof 1981, Abb. 1). Der Transgressionskontakt liegt im zentralen Bereich eines Toteisloches in einer Tiefe von -9,07 m NN. Nach den palynologischen Ergebnissen lagerte sich über einem Torf, der den Abschluss einer Abfolge spätpleistozäner und frühholozäner limnischer Sedimente markiert, während der Phase Troels-Smith A (5000 bis 4600 BC cal) zunächst ein Brackwassertorf ab. Dieser wurde im Zuge des weiteren Meeresspiegelanstiegs ohne nennenswerte Abrasion am Ende der Phase Troels-Smith A um 4600 BC cal von Ostseeschlick überlagert. Am Fundplatz Siggenen-Süd konnten dagegen für die Phase Troels-Smith A bereits in Tiefen um -4,15 m NN submarine Sedimente nachgewiesen werden (Kalis & Meurers-Balke 1998). Die Befunde am Fundplatz Rosenfelde sprechen für einen Meeresspiegel nahe -4,0 m NN um 4900/4800 BC cal (mdl. Mitt. Dr. S. Hartz). Die Differenz zwischen dem Niveau des Transgressionskontaktes in der Kernbohrung und dem an den Fundplätzen nachgewiesenen etwa zeitgleichen Mindestniveau des Meeresspiegels beträgt ca. 5 m. Die Abweichung ist auf die Kompaktion der rezent etwa 6 m mächtigen limnischen und telmatischen Sedimente im Liegenden des Transgressionskontaktes der Kernbohrung zurückzuführen. Das rezente Niveau des Kontaktes entspricht unter keinen Umständen der Meeresspiegelhöhe zum Zeitpunkt der Transgression.

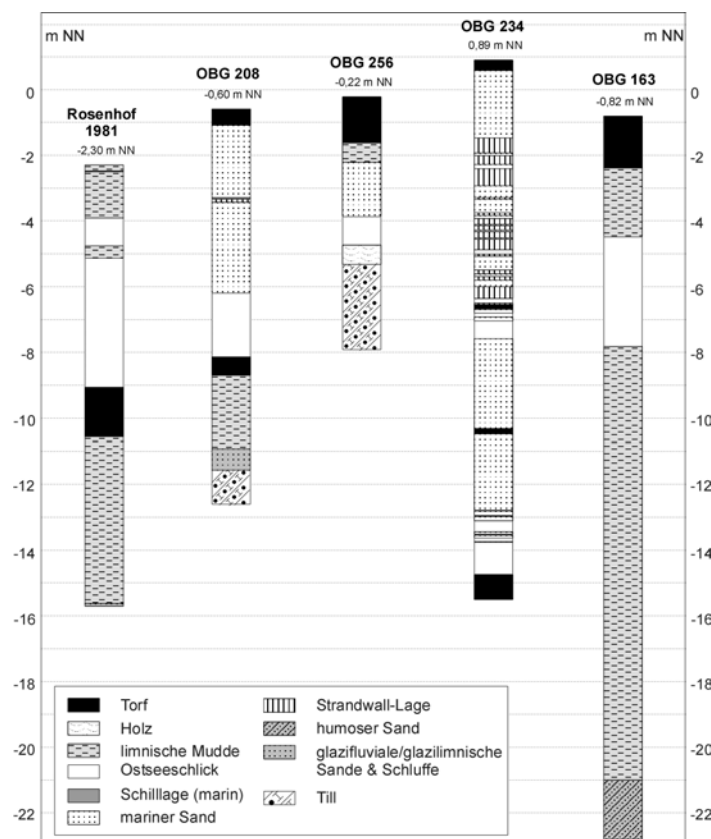


Abb. 1: Lithologie einiger Kernbohrungen aus der Niederung des Oldenburger Grabens.

Die Datierungen weiterer Transgressionskontakte (Tab. 1) machen ebenfalls deutlich, dass ein Zusammenhang zwischen dem rezenten Niveau der Kontakte und der Meeresspiegelhöhe zum Zeitpunkt der Transgression in den wenigsten Fällen gegeben ist. Es ergaben sich mindestens fünf Kategorien

lithologischer Ausprägungen von Transgressionskontakten, auf deren unterschiedlichen Wert im Zusammenhang mit Meeresspiegelrekonstruktionen bereits Seifert (1955) hinwies.

Kategorie A: Die marinen Sedimente stehen im Hangenden glazialer Ablagerungen an: Das Niveau des Transgressionskontaktes muss nicht der Meeresspiegelhöhe während der Transgression entsprechen, da vor der Ablagerung der marinen Sedimente die ehemalige Landoberfläche teilweise abradiert worden sein kann, oder es bis zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung auf Grund einer verstärkten Hydrodynamik zu keiner Sedimentation kam; auch können bereits abgelagerte marine Sedimente wieder aufgearbeitet worden sein; handelt es sich bei den marinen Sedimenten um Sand, ist darüber hinaus selten eine verlässliche Datierung möglich.

Kategorie B: Die marinen Sedimente stehen im Hangenden von limnischen Sedimenten an: Der Transgressionskontakt liefert keinen konkreten Anhaltspunkt zum Meeresspiegelniveau, da ein ehemaliges Seebecken von der Ostsee überflutet wurde und die Seespiegelhöhe zur Zeit der Transgression in den seltensten Fällen bekannt ist; die Rekonstruktion eines Mindestniveaus ist unter Umständen bei detaillierter Kenntnis der geologischen Verhältnisse der umgebenden Ränder des Seebeckens möglich.

Kategorie C: Ein mariner Sand steht über Torf an: Ein Hiatus auf Grund mariner Abrasion des Torfes ist wahrscheinlich, hinzu kommt die mögliche Kompaktion des Torfes und möglicher liegender limnischer Sedimente.

Kategorie D: Ostseeschlick steht im Hangenden eines Verlandungstorfes an: Der Torf zeigt den Abschluss einer Gewässerentwicklung und nicht eine zunehmende Vernässung infolge des Meeresspiegelanstieges an, ist also kein Basistorf im Sinne von Lange & Menke (1967); zwischen Torf und Schlick ist ein Hiatus wahrscheinlich; zusätzlich erschwert die Abschätzung der Kompaktion der liegenden limnischen und telmatischen Sedimente die Angabe der tatsächlichen Meeresspiegelhöhe während der Transgression.

Kategorie E: Ostseeschlick steht im Hangenden eines Basistorfes an: Dieser Kontakt eignet sich für die Rekonstruktion der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe, wenn folgende Punkte beachtet werden:

- die lokale Vegetationsentwicklung zeigt eine zunehmende Vernässung des Standortes an;
- der Torf wird ohne merkliche Abrasion von marinen Sedimenten überlagert, eine Datierung der liegenden und hangenden Sedimente ist notwendig;
- im Liegenden des Torfes stehen pleistozäne Sedimente an;
- eine geringe Mächtigkeit des Torfes ermöglicht eine realistische Berücksichtigung der Kompaktion;
- einzelne Becken, die durch pleistozäne Rücken oder Strandwälle von der offenen See abgeriegelt sind, geraten erst nach der Überflutung dieser Schwellen unter marinen Einfluss;
- die Tiefe des Transgressionskontaktes entspricht nicht unbedingt dem mittleren Wasserstand zum Zeitpunkt der Transgression, da sich z.B. Ostseeschlick erst unter einer Wasserbedeckung von ca. 0,5 m abgelagert (Seifert 1963);
- die Ungenauigkeit der Bohrmethode ist zu berücksichtigen.

Transgressionskontakte der Kategorien A bis D ermöglichen meist nur Aussagen zum Mindestniveau des Meeresspiegels zum Zeitpunkt der Transgression. Dieses kann nach den Ergebnissen aus dem Oldenburger Graben erheblich von der tatsächlichen Meeresspiegelhöhe abweichen. Nur Transgressionskontakte der Kategorie E erlauben unter Berücksichtigung der aufgeführten Voraussetzungen verlässliche Aussagen zur Meeresspiegelhöhe.

Von den 14 Transgressionskontakten aus dem Oldenburger Graben fallen drei in die Kategorie E. Nur der Kontakt aus dem Kern OBG 256 (Abb. 1) erfüllt darüber hinaus die genannten Voraussetzungen zur verlässlichen Rekonstruktion einer Meeresspiegelhöhe. Die übrigen Transgressionskontakte erlauben nur Aussagen zu einem Mindestniveau des zeitgleichen Meeresspiegels.

Kernbezeichnung	Datiertes Material	Tiefe TGK [m NN]	Datierung TGK	Kategorie	Bedeutung	Quelle
Oldenburg	TGK (?)	-2,86	2600-750 BC cal	B (?)	Mindestwasserstand	Venus 1965, im Druck
Dannau	Ostsee-schlick	-2,30	3700-2600 BC cal	A	Mindestwasserstand	Tapfer 1940
Moorkathe	TGK	-4,10	3700-2600 BC cal	D	Mindestwasserstand	Tapfer 1940
Kleinwesek	Ostsee-schlick	-11,30	Um 3800 BC cal	A	Mindestwasserstand	Venus 1965, im Druck
OBG 163	Ostsee-schlick	-7,80	3995-3905 BC cal (KIA 18447)	B	Mindestwasserstand	Jakobsen in Vorbereitung
Klenau	TGK	-3,95	Um 4000 BC cal	B	Mindestwasserstand	Venus 1965, im Druck
Oldenburg-Dannau	TGK	-6,72	Kurz vor 4500 BC cal	B	Mindestwasserstand	Venus 1965, im Druck
Schwelbek	TGK	-7,20	4600-3710 BC cal	B	Mindestwasserstand	Venus 1965, im Druck; mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke
Rosenhof 1981	TGK	-9,07	4800-4600 BC cal	E	Mindestwasserstand, da limnische Sedimente im Liegenden	Jakobsen in Vorbereitung
Gruber See	TGK	-5,90	Um 4900	E	Mindestwasserstand, Hiatus möglich	Venus 1965, im Druck); mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke
OBG 256	Holz, Ostsee-schlick	-4,74	5130-5030 BC cal (KIA 14781, KIA 18448)	E	Zeitgleiche Meeresspiegelhöhe - 4,74 bis -4,24 m NN	Jakobsen in Vorbereitung
OBG 208	Ostsee-schlick	-8,14	5325-5255 BC cal (KIA 14575)	D	Mindestwasserstand	Jakobsen in Vorbereitung
Wangels-Brök	TGK	-16,85	6000-5500 BC cal	B	Mindestwasserstand	Venus 1965, im Druck
OBG 234	Torf	-14,76	6390-6250 BC cal (KIA 14782)	D	Mindestwasserstand	Jakobsen in Vorbereitung

Tab. 1: Transgressionskontakte aus dem Oldenburger Graben und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der Meeresspiegelhöhe.

2.2 Meeresspiegelrekonstruktionen an steinzeitlichen Siedlungsplätzen des Oldenburger Grabens

Anhand der Funde und Befunde von sieben steinzeitlichen Siedlungsplätzen wurden Meeresspiegelhöhen rekonstruiert. Im Liegenden der Fundsichten stehen meist nur geringmächtige organische Sedimente an oder die Fundsichten liegen dem pleistozänen Untergrund unmittelbar auf. Daher kann eine Sedimentkompaktion weitgehend ausgeschlossen werden. Bei der Rekonstruktion der Meeresspiegelhöhe zur Besiedlungszeit ist unter der Voraussetzung eines ansteigenden Meeresspiegels davon auszugehen, dass die in der Grabung aufgeschlossene Uferlinie einen Zustand am Ende der Besiedlung repräsentiert. Die aktualisierten Ergebnisse der archäologischen Untersuchungen sind in Tab. 2 zusammengefasst.

Fundplatz	Funde/Befunde	Tiefe [m NN]	Datierung	Bedeutung	Quelle
Siggeneben-Süd/ Grube LA 12	Auskeilen einer geröllreichen Muschelbank	-1,50	Ende PZ IX	Tempestitlage, keine längerfristige Meeresspiegelhöhe	Meurers-Balke 1983
Grube LA 62	Fundschrift mit Artefakten des Spätneolithikums	-1,1 bis -0,9	2400-1800 oder 3340-2910 BC cal	Datierung z.Zt. ungewiss	Hoika 1975
Kleinwessek/Wangels LA 505	Abgefaulte Holzpfähle in limnischen Sedimenten	-1,8 bis -1,6	2900-2600 BC cal	Seespiegels-höhe	Hartz & Hoffmann-Wieck 2000
Dannau/ Oldenburg LA 77, 191, 192	Meeresspiegel zur Hauptbesiedlungszeit	-2,0 bis -1,5	3050-2900 BC cal	Meeresspiegels-höhe	Hoika 1987; Schütrumpf 1987
Rosenhof/ Grube LA 58	Uferbereich am Ende der Besiedlung	mindestens -3,10	3800/3700 BC cal	Mindestwasserstand, Besiedlungszeitraum wurde korrigiert	Schütrumpf 1972; Hartz et al im Druck
Siggeneben-Süd/ Grube LA 12	Meeresspiegel am Ende der Besiedlung, u.a. abgefaulte Holzpfähle	-2,6 bis -2,4	3800/3700 BC cal	Meeresspiegels-höhe	Meurers-Balke 1983; Jakobsen in Vorbereitung
Siggeneben-Ost/ Grube LA 25	Meeresspiegel zur Besiedlungszeit	-2,3 bis -2,0	3820-3420 BC cal	Datierung ungenau	Hoika 1975
Kleinwessek/Wangels LA 505	Uferlinie am Ende der Besiedlung	-2,7 bis -2,5	3900/3800 BC cal	Meeresspiegels-höhe	Hartz & Hoffmann-Wieck 2000
Rosenhof/ Grube LA 58	Uferlinie, Sand mit humosen Bändern	-2,7 bis -2,5	4220 bis 3530 BC cal	Datierung nicht genauer einzugrenzen	Hartz 1999
Rosenhof/ Grube LA 58	Feuerstelle	-2,70	4220-3960 BC cal	Landmarke	Jakobsen in Vorbereitung
Rosenhof/ Grube LA 58	Uferbereich (Strand)	-2,95 bis -2,75	4450-4040 BC cal	Landmarke	Hartz 1999
Siggeneben-Süd/ Grube LA 12	Lokales Wasserstands-maximum	-2,3	4600/4500 BC cal	Regionale Bedeutung z.Zt. ungewiss	Meurers-Balke 1983
Rosenhof/ Grube LA 58	Uferbereich zu Beginn der Besiedlung	-3,50 bis -3,35	4700/4600 BC cal	Besiedlungszeitraum wurde korrigiert	Schütrumpf 1972; Hartz et al. im Druck
Rosenfelde/ Grube LA 83	Siedlungsbefunde	Nahe -4,0	4820 BC cal	Landmarke	Mdl. Mitt. Dr. S. Hartz
Siggeneben-Süd/ Grube LA 12	Baumstubben	-3,8	4930-4780 BC cal	Landmarke	Meurers-Balke 1983
Rosenhof/ Grube LA 58	Baumstubben	-4,12	5300-5140 BC cal	Landmarke	Jakobsen in Vorbereitung
Rosenhof/ Grube LA 58	Feuerstelle	-4,36	5305-5210 BC cal	Landmarke	Jakobsen in Vorbereitung
Siggeneben-Süd/ Grube LA 12	Übergang Schilftorbrackische Mudde	Ca. -4,0	PZ VIIIb, 6000-3700 BC cal	Datierung nicht genauer einzugrenzen	Meurers-Balke 1983; Jakobsen in Vorbereitung

Tab. 2: Ergebnisse archäologischer Untersuchungen aus dem Oldenburger Graben und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der Meeresspiegels-höhe.

Bei den Ausgrabungen am Fundplatz Kleinwessek (Wangels LA 505) wurden unmittelbar unter diagnostischen und gut erhaltenen Keramikscherben, Holz- und Geweihartefakten Proben zur Pollenanalyse entnommen. Die pollenanalytische Datierung zeigt, dass die Artefakte während der Phasen Troels-Smith A, Iversen 1a und Iversen 1b bis zum Ende der Besiedlungszeit um 3800 BC cal in unterschiedlichen Tiefenintervallen der Fundsichten abgelagert wurden. Die Erhaltung von steinzeitli-

cher Keramik und Holzartefakten ist an eine zumindest temporäre Wasserbedeckung gebunden. Daher können die oberen Grenzen der Tiefenintervalle – mit einer Schwankungsbreite von ± 20 cm – als Meeresspiegelhöhen für die jeweiligen Phasen gewertet werden (Tab. 3). Bei dieser Methode wird nicht allein das datierte Sediment sondern darüber hinaus die Erhaltung von Artefakten berücksichtigt. Die Methode ist auch gültig, wenn die Artefakte sekundär verlagert wurden. Die Pollenzusammensetzung datiert dann den Zeitpunkt der Umlagerung. Die Erhaltung des Artefaktes nach dessen Umlagerung zeigt weiterhin eine Wasserbedeckung an.

Phase	Datierung	Meeresspiegel [m NN]
Iversen 1b	3900-3800 BC cal	-2,97 bis 2,57
Iversen 1a	4000-3900 BC cal	-3,09 bis -2,69
Troels-Smith A	Um 4300 BC cal	-3,25 bis -2,85

Tab. 3: Meeresspiegelhöhen, die sich aus den Tiefenintervallen von Keramik- und Holzartefakten in den Fundschichten am Fundplatz Kleinwessek ergeben.

2.3 Die Strandlinienverschiebungskurve des Oldenburger Grabens

Die Zusammenstellung der zur Zeit verfügbaren meeresspiegelrelevanten Ergebnisse aus der Niederung des Oldenburger Grabens zeigt Abb. 2. Landmarken und Mindestwasserstände grenzen den Bereich ein, in dem sich der Meeresspiegelanstieg vollzogen haben kann. Konkrete Meeresspiegelhöhen sind mit ihren Abweichungen bezüglich der Datierung und des Niveaus angegeben. Die resultierende Strandlinienverschiebungskurve für den Oldenburger Graben wurde anhand der Mittelwerte der Datierungen und der Meeresspiegelhöhen festgelegt.

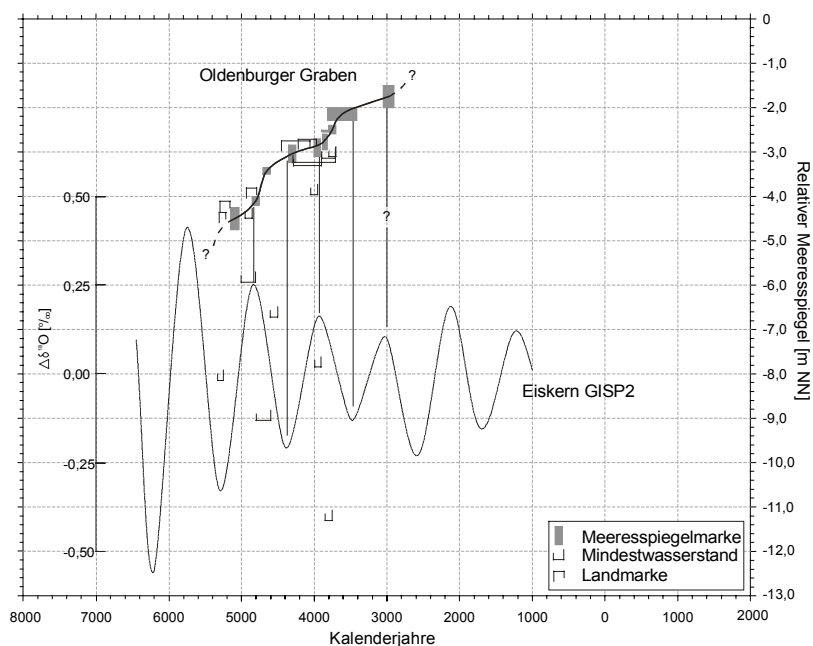


Abb. 2: Strandlinienverschiebungskurve des Oldenburger Grabens nach vorliegenden geologischen und archäologischen Ergebnissen und Korrelation mit der geglätteten Kurve der Klimaoszillationen im Nordatlantik nach Schulz & Paul (2002).

Verlässliche Ergebnisse liegen für den Zeitraum von 5100 bis 3000 BC cal vor. Es können zwei Phasen mit steilerem Anstieg von zwei Phasen mit geringeren Anstiegsraten unterschieden werden. Der Zeitraum von dem Beginn eines Steilanstieges bis zum Ende einer Phase mit geringem Anstieg beträgt etwa 900 Jahre.

Am Eiskern GISP2 (Grönland) wurden von Schulz und Paul (2002) anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen Temperaturoszillationen mit einer Periodizität von etwa 900 Jahren zwischen 6500 und 1000 BC cal nachgewiesen. Bei einem Vergleich dieser Ergebnisse mit dem Transgressionsverlauf im Oldenburger Graben (Abb. 2) zeigt sich, dass der Beginn der Phasen mit steilem Anstieg jeweils in die Zeit relativ hoher $\delta^{18}\text{O}$ -Werte fällt, während geringe Anstiegsraten mit relativ niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten einher gehen. Die Oszillationen des Meeresspiegelanstiegs im Oldenburger Graben korrespondieren demnach mit Temperaturschwankungen im Nordatlantik.

2.4 Neue vorläufige Strandlinienverschiebungskurve der südwestlichen Ostsee

Unter der Annahme einer Korrelation der Oszillationen des Meeresspiegelanstiegs in der südwestlichen Ostsee mit den Temperaturschwankungen im Nordatlantik ist für die Strandlinienverschiebungskurve des Gebiets zwischen Flensburger Förde und Wismarbucht ein Verlauf wie in Abb. 3 dargestellt zu postulieren. Dabei wurden die Ergebnisse älterer geologischer, geographischer und archäologischer Untersuchungen nach Tab. 4 mit einbezogen. Unberücksichtigt blieben Ergebnisse, bei denen eine meeresspiegelrelevante Aussage nicht nachvollziehbar ist oder die Angaben bezüglich des Niveaus oder der Datierung keine eng gefassten Aussagen ermöglichen. Die Strandlinienverschiebungskurve wurde für Zeiträume mit lückenhafter Datengrundlage modellhaft mit dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve für den Eiskern GISP2 abgeglichen.

Kern-Nr. oder Arbeitsgebiet	Tiefe [m NN]	Datierung	Bedeutung und/oder Methode	Quelle
Hohwacher Bucht	-0,12 bis -0,9	Um 1872 AD cal	Pegelmessungen	Ernst 1974
Geltinger Birk	-0,3	Um 1786 AD cal	Vergleich historischer Karten	Voss 1970
Schleimünde	-0,47 bis - 0,27	Um 1642 AD cal	Fossiler Spülsaum und ver- gleich historischer Karten	Voss 1967
Sieseby	-0,5	1490-1800 AD cal	Mindestwasserstand zur Nut- zung eines Schutzhafens	Kramer 1990
Geltinger Birk	-0,9 bis -0,7	1480-1580 AD cal	Rekonstruktion anhand von Strandwallhöhen und Gebäude- resten	Voss 1970
Heiligenhafen	-0,3	1200-1300 AD cal	Anthropogen umgelagerte Arte- fakte	Stephan 1986
41	-0,52	1100-1500 AD cal	TGK Kat. E, mögl. Kompaktion berücksichtigt	Schmitz 1954, Seifert 1955
Langballigau	-0,9 bis -0,7	Um 1100 AD cal	Morphologische Untersuchun- gen und wikingerzeitliches Grä- berfeld	Voss et al. 1973
P 60	-0,52	1070-1300 AD cal	Torf hinter Strandwällen	Ernst 1974
P 40 bis 42	-0,51	430-860 AD cal	Torfe hinter Strandwällen	Ernst 1974
Strömkendorf	-0,53	Um Christi Ge- burt	Mindestwasserstand	Dörfler et al. 1997
Neukirchen- Tegelbark	-0,2 bis 0	700-600 BC cal	Erlenbruchwald, Landmarke	Meurers-Balke et al. 1985
Probstei	-1,20	1430-1130 BC cal	Beginn Torfbildung, Basistorf?	Klug 1980
Probstei	-1,25	1520-1320 BC cal	Wiedereinsetzen einer Torfbil- dung, Basistorf?	Klug 1980
Fleckeby	-1,0	1890-1575 BC cal	Baumstubben, Landmarke	Kramer 1990

Kern-Nr. oder Arbeitsgebiet	Tiefe [m NN]	Datierung	Bedeutung und/oder Methode	Quelle
Neukirchen-Tegelbark P 56	-1,6 bis -1,4	2290-1980 BC cal	Auskeilende Strandsedimente, abgefaulte Pfähle	Arnold 1975
	-1,85	2860-2460 BC cal	TGK Kat. C, Mindestwasserstand	Ernst 1974
Neukirchen-Bostholm P 50	-1,8 bis -1,6	3350-2900 BC cal	Uferlinie zur Besiedlungszeit	Meurers-Balke et al. 1985
	-2,35	3360-2690 BC cal	TGK Kat. C, Mindestwasserstand	Ernst 1974
Heringsdorf-Süssau	-1,5 bis -1,0	3400-2900 BC cal	Meeresspiegelhöhe zur Besiedlungszeit	Hoika 1972, 1987
Neukirchen-Bostholm	-2,0	3520-3340 BC cal	Älteste Uferlinie	Meurers-Balke et al. 1985
Probstei	-2,20	3700-3340 BC cal	Beginn Torfbildung, Basistorf?	Klug 1980
Heringsdorf-Süssau P 50	-1,5	3800-3400 BC cal	Bruchwaldturf, Landmarke	Hoika 1987
	-2,8	Ca. 3800-3600 BC cal	Erneutes Einsetzen der Ablagerung von Brackwassertorf	Ernst 1974
Neustadt-Marienbad P 50	-4,0 bis -3,5	4500-4300 BC cal	Ufernahe Fundschicht, Mindestwasserstand	Mdl. Mitt. Dr. S. Hartz
	-4,2	4960-4460 BC cal	Beginn Ablagerung von Brackwassertorf über Pleistozän	Ernst 1974
Jäckelberg-Nord	-7,0	5300 bis 5100 BC cal	Ufernahe Fundschicht, Mindestwasserstand	Lübke 2002
14852-1/2	-19,50	5540-5380 BC cal	TGK Kat. D, Mindestwasserstand	Simanowsky 1985
Wismarbucht	-8,0 bis -6,5	5900-5700 BC cal	Baumstubben, Landmarken	Lübke im Druck
Sch 11	-8,09	6000-5500 BC cal	TGK Kat. A, Mindestwasserstand	Schmitz 1952
15399	-26,60	6000-5770 BC cal	TGK Kat. B, Mindestwasserstand	Winn et al. 1983
14366	-15,50	6420-6110 BC cal	TGK Kat. B, Mindestwasserstand	Niedermeyer-Lange 1985
T 3	-8,94	6500-6000 BC cal	TGK Kat. D, Mindestwasserstand	Schmitz 1952
50	-10,14	6500-6000 BC cal	TGK Kat. E, mögl. Kompaktion berücksichtigt	Schmitz 1954, Seifert 1955
48	-10,41	6500-6000 BC cal	TGK Kat. E, mögl. Kompaktion berücksichtigt	Schmitz 1954, Seifert 1955
T 4	-10,83	6500-6000 BC cal	TGK Kat. D, Mindestwasserstand	Schmitz 1952
H 2	-18,61	Um 6500 BC cal	TGK Kat. D, Mindestwasserstand	Schmitz 1951

Tab. 4: Zusammenstellung verlässlicher und eng gefasster Ergebnisse zum Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee.

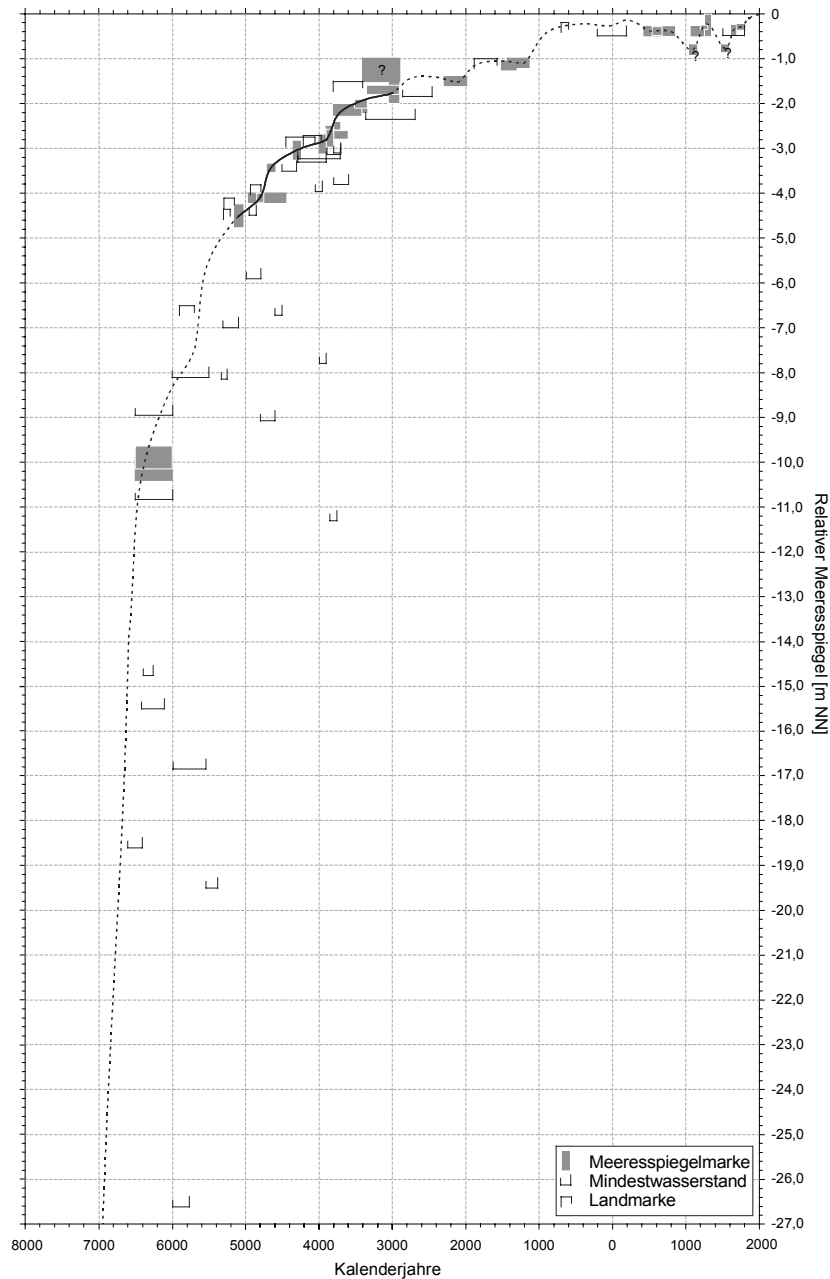


Abb. 3: Neue vorläufige Strandlinienverschiebungskurve der südwestlichen Ostsee nach geologischen, geographischen und archäologischen Ergebnissen, unter Berücksichtigung einer möglichen Korrelation mit Klimaoszillationen im Nordatlantik.

3 Diskussion

Nach dem Verlauf der postulierten Strandlinienverschiebungskurve sind im Bereich der südwestlichen Ostsee in den vergangenen 9000 Jahren insgesamt elf Oszillationen zu diskutieren. Um 7000 BC cal setzte die Litorina-Transgression im Bereich der südwestlichen Ostsee mit der Überflutung der Belte bei einem Meeresspiegel um -27 m NN ein (Winn et al. 1998). Nach etwa 500 Jahren erreichte der Meeresspiegel nach einem Steilanstieg ein Niveau um -11,0 m NN. Bis zum Ende der ersten Oszillation um 5700 BC cal ist eine geringere Anstiegsrate zu postulieren. Mit dem Steilanstieg zwischen 5700 bis 5400 BC cal von -7,5 bis auf -6,0 m NN begann eine zweite Oszillation, an deren Ende der Meeresspiegel nach einer Phase geringeren Anstiegs ein Niveau um -4,2 m NN um 4800 BC cal erreichte. Zwischen 4800 und 3000 BC cal schließt sich der im Oldenburger Graben nachgewiesene Verlauf der Strandlinienverschiebungskurve an. Am Ende der folgenden Oszillationen sind leichte Regressionen wahrscheinlich. Zwischen 600 BC cal und 200 AD cal erreichte der Meeresspiegel

Werte nahe NN. Um 200 AD cal setzte erneut eine leichte Regression ein. Zwischen 400 und 800 AD cal lag der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee nahezu konstant auf einem Niveau um -0,35 m NN. Eine weitere Regression führte bis etwa 1100 AD cal zu einem Meeresspiegel um -0,8 m NN. Zwischen 1100 und 1300 AD cal ist ein kurzfristiger Steilanstieg auf Werte um -0,2 m NN möglich. Nach diesem relativen Hochstand sank der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee erneut auf Werte um -0,8 m NN. Nach 1580 AD cal stieg der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee bis auf sein heutiges Niveau an. Für die Oszillationen der letzten 2000 Jahre sind geringere Amplituden möglich, da einige Datenpunkte auf Rekonstruktionen an Strandwall-Landschaften und relativ unsicheren indirekten Datierungen beruhen.

Für den hier postulierten Verlauf des relativen Meeresspiegelanstiegs in der südwestlichen Ostsee können weitere Belege aus den Ergebnissen zur Landschaftsentwicklung des Oldenburger Grabens angeführt werden. Der endgültige Abschluss der westlichen bzw. östlichen Förde von der Ostsee erfolgte um 3000 bzw. 2400 BC cal während Phasen geringer Meeresspiegelanstiegsraten bzw. leichter Regressionen. Die Verlandung der daraus entstandenen Strandseen setzte an verschiedenen Stellen um 1700 BC cal, 400 BC cal und um 1500 AD cal stets während Stagnationen oder Regressionen ein. Es ist davon auszugehen, dass die Wasserstände der Strandseen den Meeresspiegelschwankungen in der südwestlichen Ostsee folgten und eine Stagnation oder Regression den Beginn von Verlandungsprozessen begünstigte.

Ein oszillierender Anstieg des Meeresspiegels ist für die südliche und südwestliche Ostsee sowohl durch ältere als auch durch neuere Kurven belegt (Ernst 1974; Klug 1980; Kolp 1979; Kliewe & Janke 1982; Schumacher & Bayerl 1997; Schumacher 2002). Die Ergebnisse zum zeitlichen Verlauf der Oszillationen weichen teilweise erheblich voneinander ab. Diese Abweichungen beruhen auf einer unterschiedlichen Nutzung und Bewertung meeresspiegelrelevanter Daten. Eine Vereinheitlichung, wie sie anhand der Kategorisierung von Transgressionskontakten versucht wurde, würde die Vergleichbarkeit der Ergebnisse verbessern. Zur Absicherung der hier vorgestellten Strandlinienverschiebungskurve müssen weitere Untersuchungen folgen. Diese sollten sich insbesondere auf die Zeiträume mit lückenhafter Datenbasis konzentrieren.

Literatur

- Arnold, V. (1975): Tegelbark, eine spätneolithische Ostsee-Küstenstation und ihre Flinttechnik. Diss. Inst. f. Ur- u. Frühgesch. Univ. Köln; ungedr.
- Dörfler, W., Hoffmann, D. & Jöns, H. (1997): Archäologische, geologische und pollenanalytische Untersuchungen in Groß Strömkendorf bei Wismar - Ein Vorbericht. Jahrb. Bodendenkmalpfl. Meckl.-Vorp. 45, 185-194.
- Ernst, T. (1974): Die Hohwachter Bucht. Morphologische Entwicklung einer Küstenlandschaft Ostholsteins. Schr. Naturw. Ver. Schl.-Holst. 44, 47-96.
- Hartz, S. (1999): Die Steinartefakte des endmesolithischen Fundplatzes Grube-Rosenhof LA 58 (Ostholstein). Diss. Inst. f. Ur- u. Frühgesch. Univ. Kiel.
- Hartz, S. & Hoffmann-Wieck, G. (2000): Küstenbesiedlung und Landschaftsentwicklung im 5. Jahrtausend v. Chr. am Beispiel des Oldenburger Grabens in Ostholstein. In: Kelm, R. (Hrsg.): Vom Pfostenloch zum Steinzeithaus. Archäologische Forschung und Rekonstruktion jungsteinzeitlicher Haus- und Siedlungsbefunde im nordwestlichen Mitteleuropa. Albersdorfer Forsch. Arch. u. Umweltgesch. 1, 70-87.
- Hartz, S., Jakobsen, O. & Hoffmann-Wieck, G. (im Druck): Geoarchäologie im Oldenburger Graben - Genese und Besiedlung einer ehemaligen Fjordlandschaft der westlichen Ostsee. In: Haffner, A. & Müller-Wille, M. (Hrsg.): Starigard/Oldenburger Hauptburg der Slawen. Offa-Bücher 82.
- Hoika, J. (1972): Süssau, ein neolithischer Wohnplatz an der Ostsee. Arch. Korrb. 2, 17-19.
- Hoika, J. (1975): Archäologisch-geologische Untersuchungen an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Die Heimat 82, 104-107.

- Hoika, J. (1987): Das Mittelneolithikum zur Zeit der Trichterbecherkultur in Nordostholstein. Untersuchungen zur Archäologie und Landschaftsgeschichte. Offa-Bücher 61.
- Jakobsen, O. (in Vorbereitung): Die Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben, Ostholstein): Quartärgeologische und geoarchäologische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte vor dem Hintergrund des anhaltenden postglazialen Meeresspiegelanstiegs. Diss. Inst. f. Geowissensch. Univ. Kiel.
- Kalis, A. J. & Meurers-Balke, J. (1998): Die "Landnam"-Modelle von Iversen und Troels-Smith zur Neolithisierung des westlichen Ostseegebietes - ein Versuch ihrer Aktualisierung. *Prähist. Zeitschr.* 73, 1-24.
- Kalis, A. J. & Meurers-Balke, J. (2001): Zur Landnutzung der Trichterbecherkultur in der norddeutschen Jungmoränenlandschaft. In: Kelm, R. (Hrsg.): Zurück zur Steinzeitlandschaft. Archäologische und ökologische Forschung zur jungsteinzeitlichen Kulturlandschaft und ihrer Nutzung in Nordwestdeutschland. *Albersdorfer Forsch. Arch. u. Umweltgesch.* 2, 56-69.
- Kliewe, H. & Janke, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. *Peterm. Geogr. Mitt.* 126, 65-74.
- Klug, H. (1980): Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Atlantikum. *Eiszeitalter und Gegenwart* 30, 237-252.
- Kolp, O. (1979): Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. *Peterm. Geogr. Mitt.* 123, 177-187.
- Köster, R. (1961): Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. *Meyniana* 2, 23-81.
- Kramer, W. (1990): Bericht über die archäologischen Untersuchungen in der Schlei im Winter 1989/90. *Arch. Nachr. Schl.-Holst.* 1, 77-98.
- Labes, S. (2002): Der Meeresspiegelanstieg an der südwestlichen Ostseeküste. *Nachrbl. Arbeitskr. Unterwasserarch.* 6, 70-74.
- Lange, W. & Menke, B. (1967): Beiträge zur postglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flussgeschichte und zur Genese des sogenannten Baisistorfes. *Meyniana* 17, 29-44.
- Lübke, H. (im Druck): Spät- und endmesolithische Küstensiedlungsplätze in der Wismarbucht. Neue Grabungsergebnisse zur Chronologie und Siedlungsweise. *Jahrb. Bodendenkmalpfl. Meckl.-Vorp.* 52.
- Lübke, H. (2002): Submarine Stone Age settlements as indicators of sea-level changes and the coastal evolution of the Wismar Bay area. *Greifsw. Geogr. Arb.* 27, 203-210.
- Meurers-Balke, J. (1983): Siggenen-Süd. Ein Fundplatz der frühen Trichterbecherkultur an der holsteinischen Ostseeküste. Offa-Bücher 50.
- Meurers-Balke, J., Arnold, V., Hulthén, B., Johnen, N., Liermann, R., Löffler, R., Reichstein H. & Strzoda, U. (1985): Neukirchen-Bostholm, Kreis Schleswig-Flensburg. Ein Siedlungsplatz der mittelneolithischen Trichterbecherkultur an der Flensburger Außenförde. Offa 42, 273-345.
- Niedermeyer-Lange, R. (1985): Pleistozäner Untergrund und junge Sedimentbedeckung in der Hohenwacher Bucht - Ihre Genese und Wechselbeziehung. *Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel*, unveröff.
- Schmitz, H. (1951): Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. 2. Bericht. unveröff. Bericht.
- Schmitz, H. (1952): Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. *Die Küste* 2, 34-44.
- Schmitz, H. (1954): Der zeitliche Ablauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* 23, 150-155.
- Schulz, M. & Paul, A. (2002): Holocene Climate Variability on Centennial-to-Millennial Time Scales: 1. Climate Records from the North-Atlantic Realm. In: Wefer, G., Berger, W. H., Behre, K.-E. & Jansen, E. (Eds.): *Climate development and history of the North Atlantic realm*, 41-54.

- Schumacher, W. (2002): Coastal Evolution of the Schaabe spit and the shoreline displacement curve for Rügen Island. *Geogr. Arb.* 27, 55-60.
- Schumacher, W. & Bayerl, K.-A. (1997): Die Sedimentationsgeschichte der Schaabe und der holozäne Transgressionsverlauf auf Rügen (Südliche Ostsee). *Meyniana* 49, 151-168.
- Schüttrumpf, R. (1972): Stratigraphische und pollenanalytische Ergebnisse der Ausgrabung des Ellerbek-zeitlichen Wohnplatzes Rosenhof (Ostholstein). *Arch. Korrb.* 2, 9-16.
- Schüttrumpf, R. (1987): Moorgeologisch-pollenanalytische Untersuchungen an mittelneolithischen Strandsiedlungen Nordostholsteins. In: Hoika, J. (Hrsg.): *Das Mittelneolithikum zur Zeit der Trichterbecherkultur in Nordostholstein. Untersuchungen zur Archäologie und Landschaftsgeschichte.* Offa-Bücher 61.
- Schwabedissen, H. (1979): Die "Rosenhof-Gruppe", ein neuer Fundkomplex des Frühneolithikums in Schleswig-Holstein. *Arch. Korrb.* 9, 167-172.
- Seifert, G. (1955): Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen. *Meyniana* 4, 37-51.
- Seifert, G. (1963): Erdgeschichte der Grube-Wesseker Niederung. *Jahrb. Heimatk. Kreis Ostholst.* 7, 33-44.
- Simanowsky, L. (1985): Die spätglazialen und holozänen Sedimente der Kieler Förde. *Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel*, unveröff.
- Stephan, H.-J. (1986): Geologische Untersuchungen zu einer Fundstelle nördlich der Eichholzniederung bei Heiligenhafen, Kreis Ostholstein. *Offa* 43, 219-224.
- Tapfer, E. (1940): Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. *Geol. Meere Binnengew.* 4, 2, 113-244.
- Venus, J. (1965): Pollenanalytische Untersuchungen zur Frage des Alters der marinen Sedimente im Oldenburger Graben. *Bericht Geol. Landesamt Schl.-Holst.*, unveröff.
- Venus, J. (im Druck): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte des Landes Oldenburg/Holstein und der Insel Fehmarn. In: Haffner, A. & Müller-Wille, M. (Hrsg.): *Starigard/Oldenburg. Hauptburg der Slawen.* Offa-Bücher 82.
- Voss, F. (1967): Die morphologische Entwicklung der Schleimündung. *Hamb. Geogr. Stud.* 20.
- Voss, F. (1970): Der Einfluß des jüngsten Transgressionsablaufes auf die Küstenentwicklung der Gellingtiner Birck im Nordteil der westlichen Ostsee. *Die Küste* 20, 101-113.
- Voss, F., Müller-Wille, M. & Raabe, E.-W. (1973): Das Höftland von Langballigau an der Flensburger Förde. *Offa* 30, 60-132.
- Winn, K., Averdieck, F.-R. & Erlenkeuser, H. (1983): Beitrag zur geologischen Entwicklung der westlichen Mecklenburger Bucht (westliche Ostsee) im Spät- und Postglazial. *Senckenb. marit.* 15, 167-197.
- Winn, K., Averdieck, F.-R., Erlenkeuser, H. & Werner, F. (1986): Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence. *Meyniana* 38, 61-80.
- Winn, K., Erlenkeuser, H., Nordberg, K. & Gustafsson, M. (1998): Paleohydrography of the great Belt, Denmark, during the Littorina Transgression: the isotope signal. *Meyniana* 50, 237-251.

Adresse

Dipl.-Geol. Olaf Jakobsen
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften (IFM-GEOMAR)
Dienstgebäude Ostufer
Wischhofstr. 1-3
24148 Kiel

E-mail: ojakobsen@ifm-geomar.de